

I movimenti verticali nell'area di Briatico: evidenze da indicatori archeologici marittimi nell'area del terremoto del 1905

*Marco Anzidei¹, Alessandra Esposito¹, Fabrizio Antonioli²,
Alessandra Benini³, Andrea Tertulliani¹ e Carlo Del Grande⁴*

¹ Istituto Nazionale di Geofisica e Vulcanologia, Roma

² ENEA, Special Project Global Change, S. Maria di Galeria, Roma,

³ Università della Tuscia, Dipartimento di Topografia Antica, Viterbo

⁴ Università di Bologna, Dipartimento di Scienze Ambientali, Ravenna

1. Introduzione

Le variazioni del livello del mare lungo le coste italiane e più in generale del mare Mediterraneo, dipendono dalla somma di movimenti eustatici, glacio-idro-isostatici e tettonici. I primi sono dovuti all'alternanza di fasi climatiche fredde (glaciazioni) con fasi più calde (periodi interglaciali) che provocano rispettivamente l'accrescimento e la riduzione delle calotte polari con conseguenti variazioni del livello degli oceani. Si tratta quindi di fenomeni a scala globale.

La componente glacio-idro-isostatica è quella attribuibile al fatto che nel corso delle glaciazioni l'aumento del carico dovuto all'accumulo di grandi spessori di ghiaccio fa "affondare" la crosta terrestre nel sottostante nel mantello; nei periodi interglaciali, la riduzione del carico fa sì che la crosta tenda a risalire, con un moto molto lento e prolungato a causa della viscosità del mantello: in questo caso il sollevamento interessa regioni anche molto ampie, ma non ha una dimensione globale.

I movimenti tettonici sono quelli più direttamente connessi con l'evoluzione complessiva del pianeta e si differenziano dagli altri per il fatto che devono essere attribuite a fattori di origine interna, oltre che, eventualmente alla forza di gravità.

La stessa definizione delle tre diverse componenti chiarisce quale importanza rivesta la valutazione del loro rispettivo contributo ai

fini della comprensione delle fasi evolutive in atto e dei fenomeni che le accompagnano, tra i quali figura certamente la sismicità.

La componente idro-glacio-isostatica che agisce lungo le coste italiane è stata recentemente predetta e confrontata con dati di osservazione diretta in siti non disturbati da processi tettonici significativi (Lambeck et al., 2004a e 2004b), sebbene questa agisca anche nelle zone in deformazione per cause legate ad attività vulcanica, come ad esempio alle isole Eolie (Tallarico et al., 2003) o ai Campi Flegrei (Dvorak e Mastrolorenzo, 1991; Morhange et al., 1999; 2006).

Indagini multidisciplinari scientifico-umanistiche in siti archeologici costieri del Mediterraneo possono permettere la ricostruzione delle deformazioni verticali della crosta terrestre e delle oscillazioni eustatiche del livello del mare durante il tardo Olocene (ultimi 2000/3000 anni). È noto che gli antichi livelli del mare sono rappresentati su gran parte delle coste della Terra da elementi geomorfologici relativi alle sue fasi di stazionamento durante i periodi interglaciali (Pirazzoli, 1976). Le linee di costa pleistoceniche sono spesso dislocate a varie quote e in modo differenziale, fornendo quindi indicazioni sull'eustatismo e sulla attività tettonica (Flemming, 1969; Flemming e Webb, 1986). In Italia ciò è evidente lungo tutte le coste e in particolare in Calabria meridionale, zona tra le più sismiche del Mediterraneo. I primi tentativi di questi studi vennero proposti negli anni '70 in aree archeologiche costiere (ville,

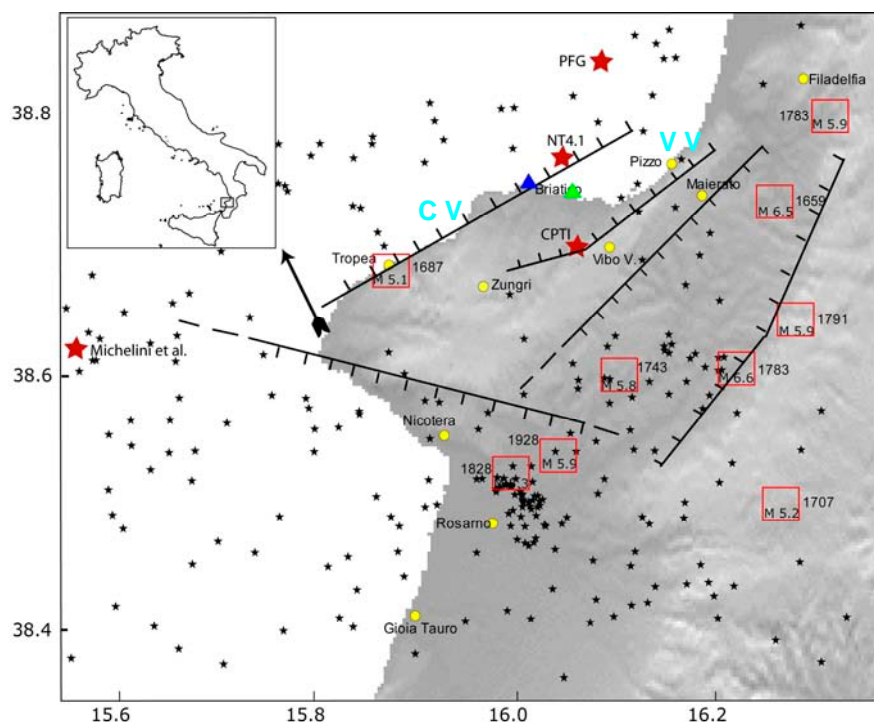


Fig. 1 - Mappa della sismicità storica e strumentale (da Cucci e Tertulliani, 2006, modificata). I quadrati indicano i terremoti storici con $M > 5.0$ riportati nel Catalogo CPTI (Gruppo di Lavoro CPTI, 1999). Con le stelle rosse sono indicate le diverse posizioni assegnate in letteratura all'epicentro del terremoto del 1905 (Postpischl, 1985; Camassi e Stucchi, 1997; CPTI, 1999; Michelini et al., 2005). Le stelle nere indicano la sismicità strumentale nei primi 20 km di crosta, dal 1983 al 2005 ($M \leq 4.0$; INGV, 2005).

Le linee dentellate in neretto indicano le principali faglie identificate nell'area del promontorio di Monte Poro - Capo Vaticano e quelle più prossime all'epicentro del terremoto del 1905 secondo Monaco e Tortorici (2000) (CV = Faglia di Capo Vaticano, VV = faglia di Vibo Valentia).

I triangoli azzurro e verde indicano rispettivamente i siti archeologici dello Scoglio Galera e del molo presso la foce del Trainiti.

porti, approdi, ninfei, peschiere) prevalentemente di epoca romana. In tempi recenti, l'integrazione delle osservazioni altimetriche desunte dai rilievi archeologici con quelle delle Scienze della Terra che caratterizzano l'ambiente dove risiede l'area archeologica indagata ha permesso una ricostruzione temporale e spaziale dell'andamento dei movimenti (Lambeck et al., 2004). Le coste del Mediterraneo, particolarmente abbondanti di siti archeologici costieri, possono fornire dati significativi per questo tipo di studi essendo sede di strutture marittime che oggi si discostano anche di alcuni metri dal l.m.m. attuale (Schmiedt, 1972). La conferma di queste potenzialità è fornita da una serie di indagini condotte nell'area (p.es. Flemming e Webb, 1986; Pirazzoli, 1976, 1976;

Anzidei et al., 2003; Tallarico et al., 2003; Lambeck et al., 2004 a, 2004b).

La presenza di indicatori archeologici di questo tipo tra la foce del fiume Trainiti e Briatico, area attualmente in sollevamento, permette di stimare le variazioni relative tra terra e mare avvenute negli ultimi 2000 anni lungo questo tratto di costa della Calabria tirrenica (fig. 1). Le informazioni desunte dai dati archeologici sono state anche confrontate con osservazioni geomorfologiche. La quota dei marker archeologici è stata misurata e corretta per il livello del mare al momento delle misure. La interpretazione delle quote funzionali originarie degli impianti, ha fornito dati sui movimenti relativi tra terra e mare. Questi ultimi sono stati confrontati con le curve predette sulla risalita del livello del mare

calibrate in 30 siti in Italia (Lambeck et al., 2004a, 2004b).

2. Inquadramento geologico e tettonico

L'arco Calabro è formato da unità metamorfiche ed unità sedimentarie Meso-Cenozoiche che poggiano in discordanza sulle sequenze sedimentarie terziarie riconducibili a diverse unità tettoniche. Depositi clastici dal Miocene all'Olocene affiorano in discordanza sopra queste successioni più antiche. Le fasi tettoniche estensionali che hanno interessato l'area a partire dal Pliocene Superiore hanno suddiviso l'Arco Calabro in alti e bassi strutturali secondo discontinuità orientate in direzione longitudinale (NW-SE) e trasversale (NE-SW) alla catena. In particolare nella porzione settentrionale dell'Arco sono stati individuati, da Ovest verso Est: l'alto di Capo Vaticano, il bacino di Mesima ed il rilievo delle Serre; queste strutture sono delimitate verso sud da faglie trasversali (Tortorici et al., 2003).

Da un punto di vista geodinamico, la Calabria è caratterizzata da una tettonica attiva riconducibile ai movimenti a grande scala che agiscono nel bacino del Mediterraneo, legati alla cinematica delle placche continentali euroasiatica e africana, oltre che ai movimenti di apertura del Tirreno.

Questi ultimi hanno contribuito al sollevamento regionale dell'intero Arco Calabro, ancora oggi attivo, la cui origine si ipotizza sia dovuta a movimenti di riequilibrio isostatico (Westaway, 1990) ispessimento crostale per la sovrapposizione della crosta Tirrenica con quella ionica (Ghisetti, 1981) oppure per l'intrusione di un corpo caldo astenosferico tra il mantello e la crosta (Miyuchi et al., 1994).

Nell'area oggetto di questo studio, che si estende lungo il tratto di costa tra Vibo Valentia Marina e Briatico, affiora l'Unità tettonica di Capo Vaticano (Tortorici et al., 2003). Si tratta di un alto strutturale orientato NE-SW, delimitato a SE dal bacino di Mesima, da due faglie principali antitetiche orientate NW-SE

(Faglia di Mileto), a SSW dalle faglie di Coccorino e Nicotera con direzione WNW-ESE e verso N-NW da un sistema di faglie che lo ribassano a gradinata verso il Golfo di S. Eufemia, le cui principali sono la Faglia di Troppa-Capo Vaticano e Faglia di Vibo Valentia, orientate in direzione NE-SW (fig. 1). In particolare Tortorici et al. (2003) individuano per l'area di Briatico un tipico aspetto morfologico di zona di raccordo *bridge zone* compresa tra due piani di faglia (Ghisetti, 1980).

Le quote a cui si rinvenivano oggi i terrazzi marini pleistocenici, hanno permesso di stimare i tassi di deformazione verticale dell'area. Questi affioramenti, che sono distribuiti in modo più o meno omogeneo, presentano delle differenze significative di quota sul livello del mare le quali, solo per settori molto limitati, sono simili per depositi coevi (Salmoiraghi, 1884; Cosentino e Gliozzi, 1988; Carobene e Dai Pra, 1990; Anselmi et al., 1992; Dai Pra et al., 1994). Le aree con valori omogenei coincidono con settori crostali che durante l'evoluzione neogenica del sistema orogenico Africa ed Adriatico vergente, hanno avuto uno stesso comportamento geodinamico. In particolare i massimi valori di sollevamento sono stati valutati per il settore dell'Arco calabro-peloritano in 0.3 - 1.4 m per mille anni (Bordoni e Valensise, 1998).

Ferranti et al. (2005) ritengono che gli elevati valori di sollevamento registrati nell'arco calabro-peloritano siano da mettere in relazione con il generale sollevamento a cui viene sottoposto il settore di litosfera al di sopra di una placca in subduzione.

Miyauchi et al. (1994) individuano lungo la costa tirrenica della Calabria meridionale dodici ordini di terrazzi pleistocenici e la linea di costa del terrazzo più alto raggiunge 1350 m s.l.m. Tra le aree dove il sollevamento è più marcato (Monte Poro, Le Serre e l'Aspromonte), la zona del promontorio di Capo Vaticano mostra un forte sollevamento differenziale. Qui, il terrazzo eutirreniano (5e) riconoscibile nella zona di Vibo Valentia si trova a circa 50 m s.l.m. mentre a Capo

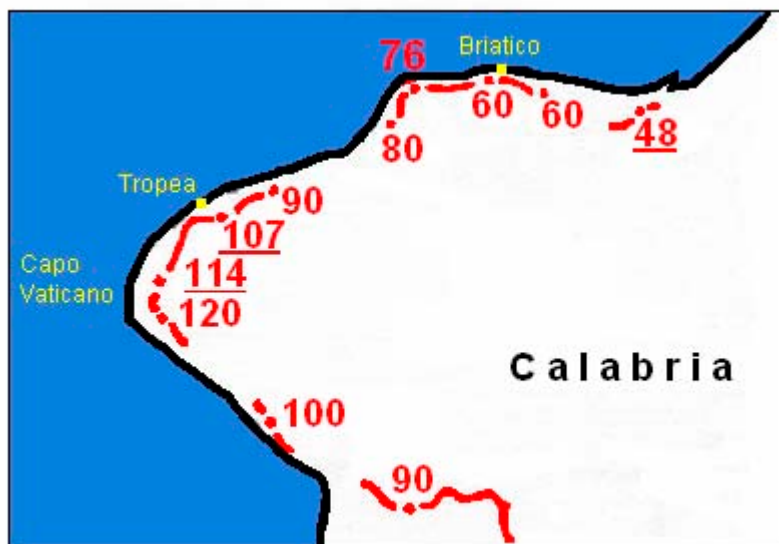


Fig. 2 - Altimetria del terrazzo tirreniano di 125.000 anni fa lungo la costa del promontorio di Monte Poro - Capo Vaticano (da Miyuchi et al., 1994, modificato).

Vaticano è posto a circa 120 m s.l.m., con una differenza di circa 70 metri (fig. 2), in contrasto con quanto osservato da Tortorici et al. (2003).

Il complesso assetto geologico-strutturale di questa parte della Calabria tirrenica, si accompagna ad un'elevata sismicità storica e strumentale (Valensise e Pantosti, 2001). Questa, diffusa in tutto il territorio (fig. 1), mostra meccanismi focali che evidenziano un movimento estensionale con direzione parallela e perpendicolare all'Arco Calabro (Frepoli e Amato, 1997; Chiarabba et al., 2005). Dalle informazioni attualmente disponibili dai cataloghi sismici, i più forti terremoti che hanno colpito la Calabria centro-meridionale hanno avuto un culmine nel 1783, nel 1905 e nel 1908 (Boschi et al., 1995; Camassi e Stucchi, 1997; Postpischl, 1985). In particolare, la storia sismica del promontorio del Monte Poro è ricca di eventi il più forte dei quali è quello dell'8 settembre 1905, sulla cui origine e localizzazione non vi è ancora una piena convergenza. L'area è sede di una sismicità abbastanza frequente nel tempo ma in generale di moderata energia se si escludono alcuni terremoti profondi legati allo *slab* del Basso

Tirreno ed appunto l'evento del 1905. La fig. 1, mostra che i terremoti più forti si concentrano all'interno, lungo la catena e la valle del Mesima, piuttosto che verso la costa. Non si ha notizia di eventi accaduti nell'area prima del XVII secolo, sicuramente a causa di una lacuna informativa, giustificabile dalla estrema perifericità della zona rispetto ai principali centri amministrativi e commerciali, sia in epoca romana che medievale.

La sismicità recente sembra essere distribuita quasi omogeneamente su tutta l'area, con l'eccezione di un cluster di eventi di bassa magnitudo avvenuti a nord di Rosarno nel 1997. Per quanto riguarda l'evento del 1905 nessun autore ha chiaramente indicato una sorgente di riferimento almeno fra quelle riconosciute in letteratura (Cucci e Tertulliani, 2006). Si deve comunque considerare che l'evento sismico dell'8 settembre 1905 ($M_s=7,0$), che ricade appieno nell'area oggetto di questo studio, provocò un maremoto che danneggiò i centri abitati costieri tra Capo Vaticano e Capo Suvero (Piatanesi e Tinti, 2002). Sebbene l'epicentro di questo terremoto sia ancora dibattuto, recenti stime tendono a

localizzarlo in mare poco al largo del promontorio di Capo Vaticano (Piatanesi e Tinti, 2002; Michelini et al., 2005) o poco all'interno della fascia costiera (Cucci e Tertulliani, 2006), nella zona compresa tra Pizzo e Briatico, area dove si rinvennero resti archeologici marittimi ascrivibili ad un molo e ad un impianto per la lavorazione del pesce.

3. I siti archeologici

Nel tratto di mare compreso tra Vibo Valentia marina, alla foce del fiume Trainiti e l'abitato di Briatico, si individuano due strutture archeologiche di epoca romana. In particolare, queste sono rappresentate da un molo foraneo costruito presso la foce della fiumara Trainiti, in località Porto Salvo, e di un impianto per la lavorazione del pesce, interamente scavato sullo scoglio Galera, in località Santa Irene, nei pressi di Briatico. Misure dirette di elementi architettonici di resti archeologici marittimi hanno recentemente permesso di fornire per l'area mediterranea dati nuovi ed originali sulle variazioni relative del livello del mare negli ultimi 2000 anni circa (Lambeck et al., 2004a, 2004b; Anzidei et al., 2003, 2004; Sivan et al., 2001). L'integrazione di questi dati con quelli a lungo termine forniti dalla quota dei terrazzi marini del tirreniano di 125.000 anni fa e con dati mareografici, validi per gli ultimi 100 anni circa, hanno permesso di ricostruire la evoluzione temporale e spaziale dei movimenti verticali della crosta terrestre di aree costiere (Lambeck et al., 2004a, 2004b; Pirazzoli, 2005).

Con la finalità di valutare le deformazioni verticali del suolo e la variazioni del livello del mare lungo questo tratto di costa, i siti archeologici sono stati analizzati integrando osservazioni geologiche, geomorfologiche, topografiche e archeologiche.

3.1 Molo alla foce della fiumara Trainiti

Questo sito appare come una struttura sommersa di forma subrettangolare lunga circa 320 m e di larghezza massima di circa 40 m, collegata alla costa (fig. 3). La struttura, estesa in direzione NW-SE (330° N) obliqua rispetto alla linea di costa, andava formare insieme ad un altro braccio di breve lunghezza non rinvenuto rispetto ai precedenti rilievi di Mariottini (2001), la classica imboccatura a faucies, disposta a protezione di un'area portuale. Queste strutture, interpretabili come antemurali di un porto, sono state classificate come elementi facenti parte del sistema portuale di Hipponion/Valentia.

I manufatti sono costituiti da grandi blocchi grezzi e contengono svariati frammenti di anfore di epoca romana, che ne consentono la datazione. Sotto l'aspetto costruttivo, il molo maggiore presenta, a partire da riva, almeno tre settori omogenei con i) materiale fortemente cementato contenente abbondanti frammenti di materiale archeologico, ii) materiale sciolto, con scarso materiale archeologico e infine iii) materiale frangiflutti, con elementi semilavorati e quasi totale assenza di materiale archeologico.

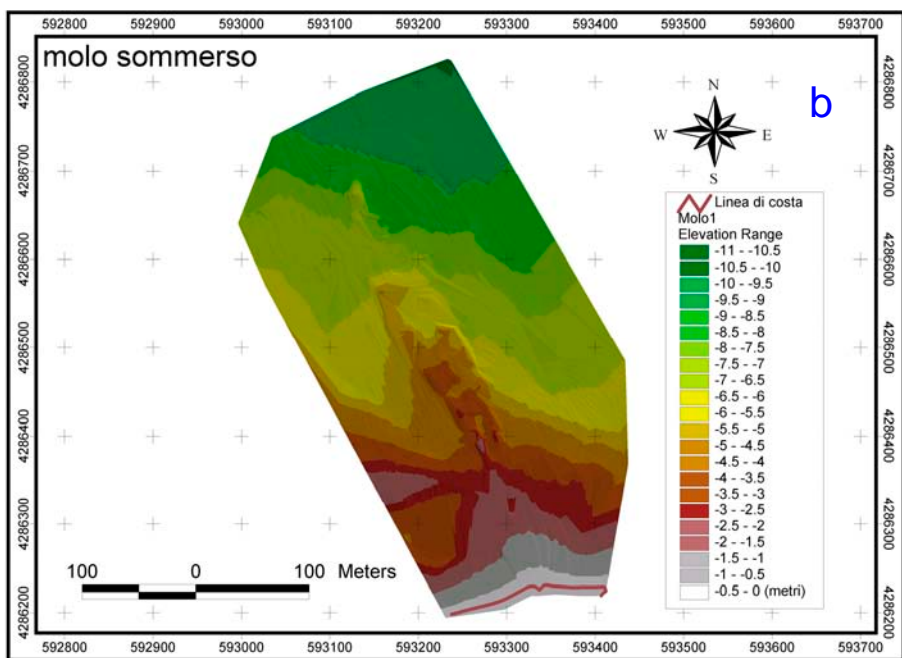
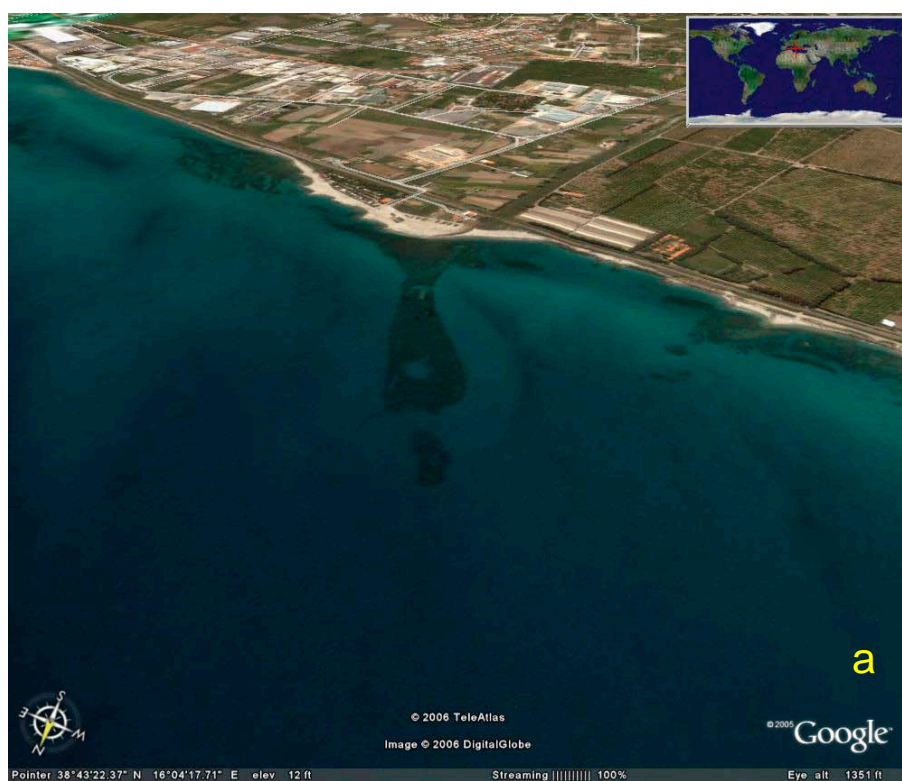


Fig. 3 - a) vista del molo (da Google Earth, www.earth.google.com); b) rilievo batimetrico del molo. La batimetria è stata realizzata avvalendosi di un ecoscandaglio *single beam* collocato su una piccola imbarcazione la cui posizione è stata controllata da un sistema di posizionamento GPS differenziale in tempo reale che consente precisioni dell'ordine di alcuni cm.



Fig. 4 - Foto aerea dello Scoglio Galera.

La superficie dei moli, in particolare di quello maggiore, è irregolare e segue l'andamento del fondale, che in questa zona si inclina verso il largo. La superficie del molo oggi visibile, parte quasi dalla spiaggia e si trova a profondità sotto l'attuale livello del mare compresa tra circa 1 metro e circa 9 metri nel suo tratto finale. È lecito supporre che il molo, almeno nel suo tratto iniziale, fosse originariamente dotato di pavimentazione, oggi non più presente a causa dell'azione marina.

Strutture di dimensioni analoghe si rinvennero in altre località interessate da insediamenti di epoca romana o pre-romana, come ad esempio in Sardegna a Capo Malfatano e a Tharros (Acquaro e Finzi, 1999; Acquaro et al., 1999; Bartoloni, 1979; Melis, 1998), e la loro attuale posizione altimetrica indica i movimenti verticali relativi tra mare e terra avvenuti dal tempo della loro costruzione.

Lo studio geomorfologico insieme alle ricerche storiche e cartografiche condotte permettono di formulare alcune ipotesi

sull'evoluzione paleogeografica dell'area studiata, che mostra significative variazioni della linea di costa che ha determinato continue modifiche del settore della pianura costiera. I sedimenti rilevati da sondaggi effettuati da studi precedenti in questo settore, sono stati interpretati come depositi di ambiente paludoso-lagunare costiero separati dal mare aperto da cordoni sabbiosi (Min. LL. PP. 1878, 1898; Lacquaniti, 1952; Cucarzi et al., 1993).

Si tratta quindi di una zona lagunare di transizione verso il mare, sottoposta a continui insabbiamenti e alluvionamenti da parte della Fiumara Trainiti e del Torrente S. Anna (Medici e Principi, 1939; D'Alessandro et al., 1987).

La progradazione della linea di costa e la sua precisa cronologia, viene confermata secondo Cucarzi et al. (1993) dal corrispondente spostamento verso nord delle varie fasi degli insediamenti abitativi.

È interessante notare che le carte topografiche dell'Istituto Geografico Militare

riportano alcuni ruderi che potrebbero corrispondere alle antiche strutture portuali segnalate nel sec. XVIII da Padre G. Fiore e nel sec. XIX da Carelli e Lenormat nella rientranza di Porto Salvo. La descrizione lasciata da G. Schmiedt (1966) riporta quanto scriveva P. Fiore nel 1680, che il porto era stato a suo tempo "demolito per ordine dei romani pontefici al fine di porre ai barbari l'opportunità di un ricovero" e che di questo porto "fabbricato a pietre tagliate dagli antichi ipponiesi in somiglianza di braccio piegato" se ne vedevano copiosi resti.

Di nuovo Schmiedt (1966) cita Carelli il quale nel 1838 scriveva: *"Tutt'ora si osservano nella bassa e tranquilla marea immensi ruderi di costruzione ciclopica composta da smisurati macigni ad archi e pilastri d'opera laterizia e non guari si scoprirono anco le anella ad uso di ormeggiarsi e trarre le navi"*.

Anche F. Lenormat, che visitò la zona nel 1883, viene citato da Schmiedt (1966). I suoi scritti riportano che quando erano ancora in corso i lavori del nuovo porto, *"il porto di Hipponium era ubicato nella rientranza situata di fronte al Castello di Bivona, allora in parte lagunare e comunicante con il mare; presso la sponda della laguna grossi piloni quadrati in laterizio, disposti ad intervalli regolari, emergevano dalla sabbia e che probabilmente*

essi sostenevano arcate circondanti tutto il porto".

Lo stesso Schmiedt (1966) rileva *"sulla battigia in corrispondenza della traccia indicata dalle foto aeree, strutture in laterizio che sembrano antiche,... non appare azzardato collocare l'antico bacino del porto di Hipponium nella rientranza dove nel secolo scorso esisteva la sacca lagunare"*.

Questi numerosi elementi di carattere sia strettamente geologico che archeologico e storico, danno valore all'ipotesi che l'attuale pianura costiera fosse in epoca romana la sede dell'antico porto.

Le strutture subacquee, in particolare quella rilevata alla foce della Fiumara Trainiti, fanno parte dell'antico impianto portuale che è caratterizzato, secondo l'ipotesi proposta, da due ingressi: uno in corrispondenza proprio della foce della Fiumara Trainiti e l'altro presumibilmente in coincidenza con il bordo orientale del bacino lagunare, dove sono ubicate la maggior parte delle strutture descritte dai vari autori o desunte dalle carte. La struttura subacquea può essere interpretata come un sistema per favorire il deflusso del materiale solido trasportato dai corsi d'acqua che insistono sul bacino al fine di evitarne il progressivo insabbiamento. Lungo il bordo orientale le strutture archeologiche risultano in

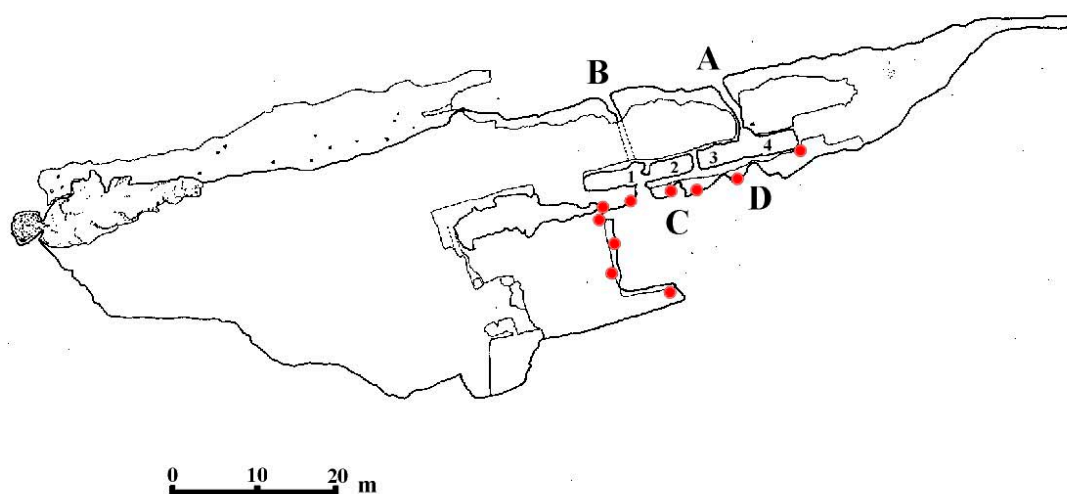


Fig. 5 - Pianta dello Scoglio Galera (da Mariottini, 2001, modificato). Si notano le bitte di ormeggio (in rosso), le 4 vasche, i canali principali (A e B) e quelli secondari (C e D).

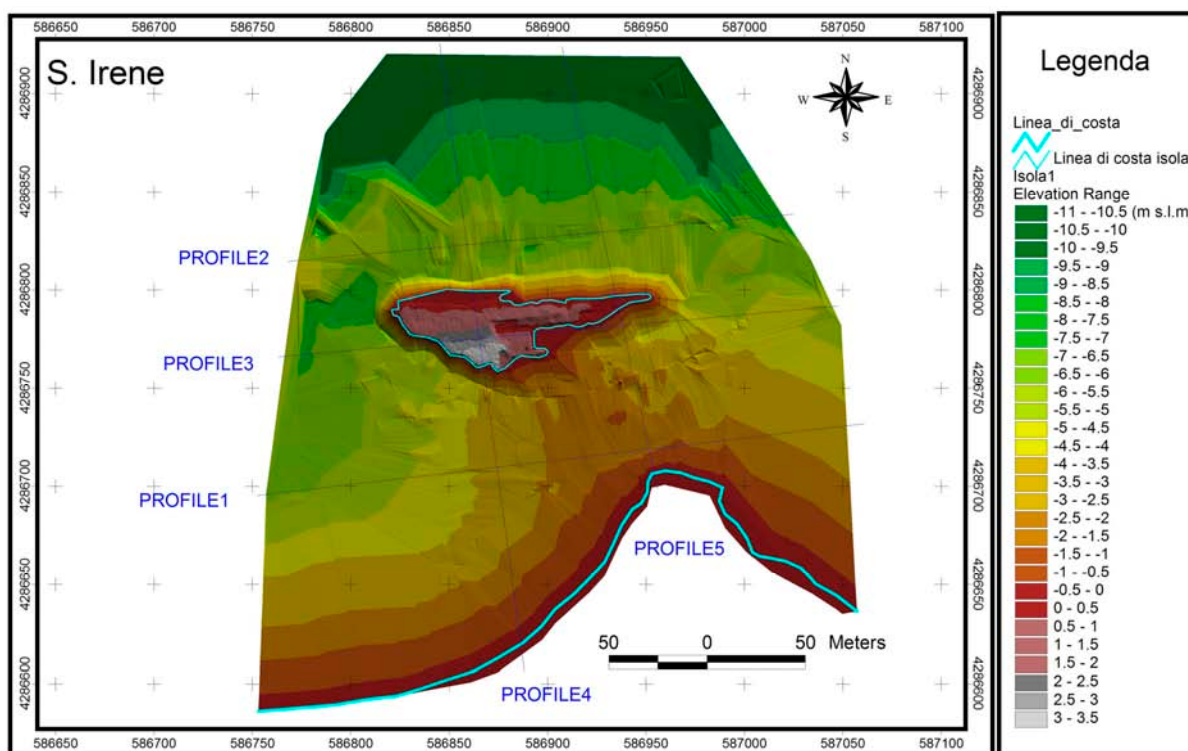


Fig. 6 - Batimetria e topografia dello Scoglio Galera (colori diversi corrispondono a diversi intervalli di quota). La batimetria è stata realizzata con un ecoscandaglio *single beam* collocato su una piccola imbarcazione la cui posizione è stata controllata in tempo reale da un sistema di localizzazione GPS differenziale che consente precisioni dell'ordine di alcuni cm. La topografia è stata realizzata mediante un rilievo cinematico GPS. I due rilievi sono stati successivamente combinati utilizzando un riferimento comune costituito da una stazione GPS istituita sull'isolotto e mantenuta in acquisizione durante la loro esecuzione.

parte sommerse e/o ricoperte da depositi di recente formazione.

3.2 Lo Scoglio Galera

Lo Scoglio Galera, posto in località S. Irene presso Briatico, noto secondo le credenze popolari per essere stato utilizzato dai saraceni per imprigionare i cristiani immergendoli in acqua, è caratterizzato da interessanti elementi geologici e geomorfologici e da peculiari caratteristiche costruttive del manufatto ivi costruito. L'isolotto dista circa 100 m dalla costa, è lungo circa 120 m, largo 40 m e si sviluppa secondo una direzione est-ovest (figg. 4, 5, 6).

Sebbene le prime interpretazioni sulla funzione dell'impianto e in particolare delle vasche fossero oggetto di dibattito tra gli

archeologi, si può oggi affermare che la sua funzione fosse stata quella di ospitare uno stabilimento per la lavorazione del pesce. Gli ambienti atti a questo scopo vennero ricavati scavando e regolarizzando la superficie dello scoglio, senza ricorrere a importanti quantità di materiale edilizio, grazie alla facilità di lavorazione della roccia, una bio-calcarene di età miocenica. L'unica parte realmente costruita che oggi si può ancora osservare sull'isolotto, è un residuo di muro posto sul lato nord-nord-ovest, maggiormente esposto ai marosi, con tracce delle casseforme utilizzate per la gettata. La struttura mostra anche una serie di quattro vasche contigue allineate in direzione est-ovest, che seguono la morfologia naturale dell'isolotto. Queste hanno una lunghezza complessiva di circa 28 m ed una larghezza costante di 2,5 m. Le due vasche principali sono suddivise in altrettante vasche minori e le pareti



Fig. 7 - Le vasche della peschiera.



Fig. 8 - Particolare dei setti divisorii erosi dall'azione meccanica del mare, al di sotto dei quali corrono i canali di comunicazione tra le vasche.

interne presentano, sopra l'attuale livello del mare, una serie di incassi adibiti probabilmente ad ospitare assi di legno (fig. 7).

Le vasche sono attraversate perpendicolarmente da due canali principali A e B che mettono in comunicazione un bacino interno, protetto e adatto per l'ormeggio di imbarcazioni, con il mare aperto. In particolare il canale B attraversa l'isolotto in galleria. Oltre a questi, altri due canali minori, C e D, collegano le vasche 2 e 3 con il bacino interno. Le vasche sono tutte in connessione tra loro con canali e setti divisorii, di cui oggi restano visibili solo quelli relativi alle vasche 2, 3 e 4.

Tutti i canali mostrano chiaramente i resti delle scanalature utilizzate per lo scorrimento



Fig. 9 - La parte sommersa dell'isolotto all'interno del bacino di ormeggio. I solchi orizzontali visibili non costituiscono solchi di battente sommersi, ma sono dovuti a processi di erosione selettiva in corrispondenza dei diversi strati della successione geologica.

delle paratie mobili, probabilmente forate, che avevano la funzione di assicurare il ricambio d'acqua nelle vasche trattenendo il pesce.

Questo tipo di tecnica si rinviene ancora oggi nelle peschiere romane presenti lungo la costa tirrenica, come a Torre Astura, Ponza, Baia ed altre località. L'impianto, lungo il margine interno del bacino, presenta i) delle crepidini, cioè stretti marciapiedi che venivano utilizzati per spostarsi senza bagnarsi, ii) una superficie di banchina, iii) dieci bitte di varie dimensioni intagliate nella roccia. L'interno delle vasche presenta un solco di battente attuale che si sviluppa per una altezza di circa 40 cm ed una profondità variabile tra 30 e 60 cm, che presenta sul flesso inferiore una mensola organogena tipica di ambienti ad alto idrodinamismo (fig. 8). Tale valori sono compatibili con l'ampiezza delle oscillazioni della superficie marina, legate alla escursione di marea del luogo.

La parte sommersa dell'isolotto, in particolare all'interno del bacino di ormeggio, mostra processi di erosione selettiva in corrispondenza dei diversi strati della successione, separati l'uno dall'altro da circa 40 cm (fig. 9). La superficie dell'isolotto presenta anche una ulteriore piccola vasca di forma quadrata, attraversata da un canale, la cui funzione non è stata al momento individuata anche perché, a differenza delle altre non mostra saracinesche, come notato anche da Mariottini (2001).

Dal punto di vista geologico, lo Scoglio Galera è parte del terrazzo marino più recente tra quelli del Pleistocene superiore riconosciuti da Miyauchi et al. (1994). Questo affiora tra 0 e 30 m s.l.m., e la sua evoluzione morfologica è prevalentemente legata all'azione erosiva marina ed eolica. È costituito da depositi litorali formati dall'alternanza di facies clastiche con granulometria variabile, da conglomeratica a sabbiosa e bio-calcarei fortemente cementate. La frazione bioclastica è abbondante ed è rappresentata da echinidi, interi ed in frammenti, bivalvi, gasteropodi, brachiopodi e da frammenti di colonie di *Cladocora coespiciosa*. Laminazioni piano parallele ed incrociate caratterizzano gli



orizzonti più fini della successione. Lo spessore degli strati è variabile da 20 a 250 cm e quelli con direzione N 260 ÷ 290 sono inclinati di 10° - 15° verso NNE. In corrispondenza dello scoglio affiora un potente intervallo bio-calcarenitico di circa 200 cm di spessore (fig. 10).

La giacitura dei litotipi affioranti inclinati verso NNE conferisce allo scoglio una morfologia asimmetrica: il versante meridionale è frastagliato ed è caratterizzato da pareti verticali alte fino a 3 m, impostate in corrispondenza dei piani di clivaggio e di faglia, mentre il versante settentrionale ha un andamento rettilineo e degrada regolarmente verso NNE.

Lungo il perimetro meridionale, all'interno delle vasche e nel bacino di attracco, si osserva con continuità il solco di battente attuale con ampiezza variabile tra 30 e 60 cm ed altezza compresa tra 50 e 100 cm. A questo solco corrisponde, lungo il versante settentrionale, una piattaforma di abrasione ampia fino a 6 metri, che in questo affioramento ha uno spessore di circa 10 cm e che mostra colonie di *Dendropoma Petreum*. Questo gasteropode costruttore di

barriera vive in corrispondenza della bassa marea “*lower intertidal*”, quindi in diretta connessione con il livello medio del mare (fig. 11) (Antonioli et al., 1999; Waelbroek, 2002).

Lungo il versante settentrionale sembra essere presente il lembo di un piccolo terrazzo marino, alto circa 60-80 cm s.l.m. Questo si trova alla stessa quota del piano di calpestio (crepidine) posto in corrispondenza del bacino di attracco, probabilmente ricavato sfruttando in parte una superficie di strato naturale che corrisponde al lembo di terrazzo osservato lungo il versante settentrionale.

Da una sezione geomorfologia orientata SE-NW attraverso lo scoglio, è possibile effettuare alcune osservazioni. La porzione costiera settentrionale mostra una pseudofalesia che non denota particolari morfologie e che termina abbastanza rapidamente su un fondale di 6/7 metri. Il livello del mare attuale è in accordo con una piattaforma di abrasione intertidale che mostra uno strato di *Dendropoma Petreum* (Antonioli et al., 1999). Questo, che affiora con uno spessore di circa 7-



Fig. 11 - Piattaforma di abrasione con colonie di *Dendropoma*. Su questa sono presenti numerosi fori realizzati per inserire i pali in legno per le casseforme, un frammento dei quali ha permesso di datare l'impianto a 1806 ± 60 anni fa.

8 cm, è attraversato da fori di sezione quadrata per l'alloggiamento dei pali di legno che probabilmente sostenevano opere murarie. La piattaforma termina con una piccola scarpata alta 80 cm, sopra la quale si sviluppa un lieve terrazzamento (fig. 11). Questo, largo 3,5 metri e che termina con una ulteriore piccola scarpata, presenta fori quadrangolari e, nella sua parte occidentale, mostra resti di opere romane. A nostro parere, malgrado la sua somiglianza ad un terrazzo marino, si tratta di un terrazzo antropico scavato per ospitare proprio le fondazioni del muro. Lungo il lato opposto dello scoglio, la porzione costiera meridionale presenta dei fondali che giungono fino a 4-5 metri dove è possibile osservare un solco di battente (*smoothed marine notch*), posto alla quota dei depositi sabbiosi attuali (Antonioli et al., 2006), che presenta morfologia simile a quanto osservato in altre aree costiere carbonatiche italiane. A questo, segue il solco di battente attuale, che mostra un'ampiezza poco superiore rispetto all'escursione di marea. Questa morfologia

tenderebbe quindi ad escludere recenti movimenti cosismici, confermando l'ipotesi che il terrazzo occidentale sia di origine antropica.

4. Movimenti verticali e variazione del livello del mare

Lo scopo di questo lavoro è quello di fornire dati quantitativi sulle variazioni relative del livello del mare durante il tardo Olocene e delle deformazioni verticali della crosta terrestre in un'area ad alto tasso di deformazione tettonica, utilizzando misure dirette di marker archeologici sommersi e geomorfologici connessi con il livello del mare. Per correlare le strutture archeologiche con il livello del mare al tempo della loro costruzione, abbiamo definito le quote funzionali degli impianti come parametro da utilizzare per stimare la variazione del livello del mare del luogo. La quota funzionale di una specifica parte architettonica di una struttura archeologica dipende dal tipo di struttura, dal

suo uso e dalla altezza locale di marea che definiscono l'altezza minima della struttura al di sopra dell'alta marea. La stima delle quote funzionali per questo tipo di impianti è stata individuata in Lambeck et al (2004a, 2004b), attraverso la osservazioni dirette dei siti in studio e dalla interpretazione di documenti storici, che indicano valori strettamente legati al livello del mare antico all'interno delle escursioni di marea. Durante i rilievi, le quote degli elementi architettonici utili sono stati corretti per il valore di marea del momento.

Per quanto riguarda il dato sulla deformazione verticale a lungo termine, abbiamo utilizzato la quota del margine interno del terrazzo attribuito allo stadio climatico 5.5 (anche definito come MIS 5.5) già rilevato da Myauchi et al 1994. Questo, che si trova nei pressi del sito archeologico alla quota di 65 m s.l.m. (fig. 2), si discosta ampiamente dalle quote normali a cui si rinviene nelle aree tettonicamente stabili, che è di circa 7 m s.l.m.

4.1 Il molo alla foce del Trainiti

Dai rilievi effettuati nel mese di maggio 2002, è stato individuata l'attuale posizione del molo. La sua superficie, che si rinviene a profondità comprese tra 1 e 9 metri nel suo tratto più esterno, lascerebbe supporre che dal tempo della sua costruzione si sia inclinata perpendicolarmente alla costa. Tale struttura, attribuibile come funzione ad un molo foraneo, doveva necessariamente emergere almeno nel suo tratto iniziale, sia per essere accessibile, sia per garantire una adeguata protezione al bacino portuale oggi interrato (Lena, 1989; Mariottini, 2001). Tuttavia non si può escludere che, per assolvere a questo scopo, questa struttura sia stata progettata per creare una barriera al moto ondoso e alle correnti, in parte sommersa, come ancora è visibile attualmente. La batimetria (fig. 3b), mostra che il molo presenta un andamento degradante verso il largo, seguendo il fondale su cui poggia. Quest'ultimo non mostra rilevanti variazioni morfologiche. In assenza di

elementi costruttivi precisi, e di evidenti elementi morfologici, questo sito non consente di stimare con precisione le variazioni relative del livello del mare e i movimenti verticali del suolo avvenuti dal tempo della sua costruzione, principalmente a causa della mancanza di informazioni sulla struttura portuale oggi fortemente interrata nella sua parte più interna.

4.2 Lo Scoglio Galera

La peschiera dello Scoglio Galera, sebbene non sia stata realizzata secondo i modelli architettonici utilizzati lungo la costa laziale e campana come accessori per le ricche ville marittime di epoca romana, presenta elementi che permettono di stimare con buona precisione la sua relazione con il livello del mare antico. In particolare, come anche riportato in Lambeck et al. (2004a, 2004b) e in Anzidei et al. (2003, 2004), usando le quote dei canali della peschiera per il ricambio dell'acqua nelle vasche con l'oscillazione oraria della marea, è possibile determinare la variazione relativa tra mare e terra. Le fonti letterarie, ed in particolare Columella, consigliano per la costruzione delle vasche una profondità ideale pari a 2.7 metri*in pedes novem defondiat Piscina* anche in base alle specie di pesce da allevare. Inoltre le vasche dovevano essere protette dai marosi affinché questi non le sommergessero (...*Mox praeiaciuntur in gyrum moles, ita ut conplectantur sinu suo et tamen excedant stagni modum*...). Nella peschiera dello Scoglio Galera, le vasche mostrano profondità medie di 2.8 metri, mentre i canali per il ricambio d'acqua delle vasche interne mostrano alla base profondità massime di 1.20 m. Queste quote sono compatibili per un corretto funzionamento dell'impianto, se consideriamo escursioni di marea di circa 50 cm. Ancora oggi la peschiera dello Scoglio Galera, si trova in accordo con i valori di ampiezza delle maree del luogo, che tuttora garantiscono un efficiente ricambio d'acqua all'interno delle vasche.

Uno dei problemi che è stato necessario risolvere per stimare i tassi dei movimenti

verticali e le variazioni del livello del mare, è quello relativo alla datazione dell'impianto, non esattamente conosciuta fino ad oggi. La presenza di una serie di fori per l'alloggiamento di pali lignei, probabilmente utilizzati per la realizzazione delle casseforme, posta lungo il lato settentrionale dell'isolotto, ha tuttavia fornito un contributo alla risoluzione di questo problema. Infatti il ritrovamento di un frammento di legno in uno di questi fori (fig. 12) ha consentito di datare l'impianto mediante ^{14}C AMS, permettendo di attribuire l'età dell'insediamento a circa 1806 ± 50 anni fa (data calibrata secondo il progr. Calib 4, Stuiver et al., 1998), quindi ad epoca romana.

5. Conclusioni

Poiché i caposaldi geodetici delle linee di livellazione realizzate dall'Istituto Geografico Militare negli ultimi 100 anni circa nella zona sono andati in gran parte distrutti, anche in seguito al terremoto del 1905, non sono disponibili dati quantitativi utilizzabili per stimare le deformazioni verticali recenti e i movimenti verticali cosismici del 1905, come invece è risultato possibile per il terremoto di Reggio e Messina del 1908.

Allo scopo di misurare l'attuale tasso di deformazione dell'area è stata quindi realizzata una rete geodetica GPS materializzata con criteri geofisici nell'area di Capo Vaticano-Monte Poro. La rete è stata misurata per la prima volta nel maggio del 2002. Con misure ripetute nel tempo, essa fornirà nuovi dati sui tassi di deformazione plano-altimetrici della zona e sull'eventuale accumulo di deformazione lungo le principali faglie (figg. 1 e 13a, b). Tale ricerca potrà essere perseguita in Calabria anche mediante la ripetizione di misure plano-altimetriche lungo preesistenti linee di livellazione e reti di trilaterazione. Le prime misure, effettuate tra il 1982 ed il 1986 dall'Università della Calabria (Pingue e Guerra, 1989) (fig. 14), costituiscono infatti un importante riferimento per intraprendere successive indagini volte alla stima delle deformazioni recenti e dell'accumulo di



Fig. 12 -Uno dei fori dei pali, delle dimensioni di circa 20 x 20 cm, in cui è stato rinvenuto il frammento di legno che ha permesso di datare l'impianto mediante ^{14}C AMS, permettendo di attribuire l'età dell'insediamento a 1806 ± 50 anni fa.

deformazione lungo le principali faglie che delimitano la fossa di Catanzaro, che comprende anche tratti costieri.

Pertanto, i movimenti verticali nella zona di Briatico possono essere al momento evinti solo dalla distribuzione in quota del terrazzo del Tirreniano e dalla quota dei caposaldi archeogeodetici costituiti dai siti archeologici marittimi. Poiché la struttura portuale posta presso la foce del Trainiti non fornisce elementi utili a questo studio, i dati di deformazione possono essere calcolabili solo dallo Scoglio Galera. In particolare, l'interazione tra i movimenti relativi dovuti alle variazioni glacio-idro-isostatiche della terra, al cambiamento del volume eustatico del mare e ai movimenti

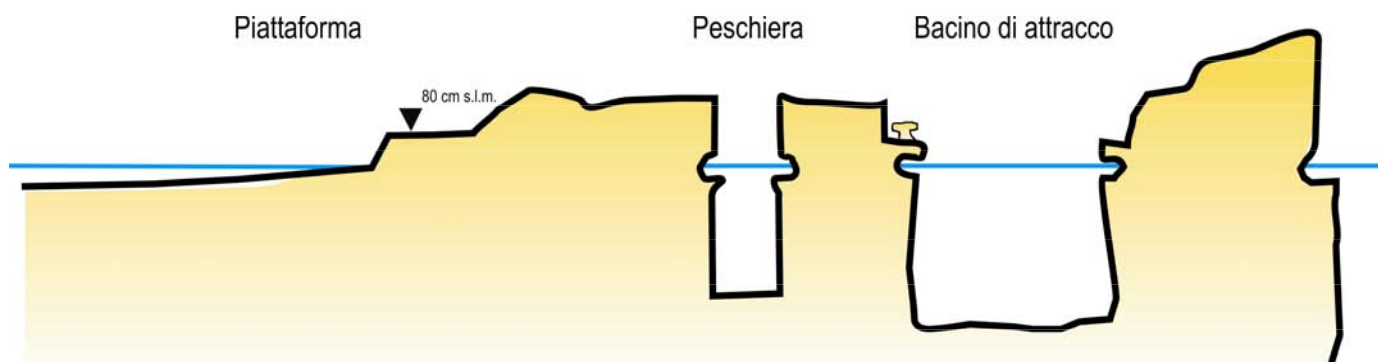


Fig. 15 - Sezione trasversale dello Scoglio Galera (non in scala). Sono evidenziate i) la piattaforma di abrasione attuale posta alla stessa quota dei ii) solchi di battente attuali presenti all'interno delle vasche, iii) il bacino d'attracco, iiii) le bitte e la crepidine. Tutti gli elementi archeologici e geomorfologici analizzati sono in accordo con l'attuale livello del mare.

tettonici può essere stimabile da questo sito, partendo dai seguenti dati archeologici e geomorfologici: i) dalle quote funzionali dei canali per il ricambio d'acqua all'interno delle vasche; ii) dalla quota funzionale della crepidine e delle bitte; iii) dalla quota del solco di battente rilevato anche all'interno delle vasche, correlabile con la piattaforma a Dendropoma osservabile lungo il versante settentrionale dell'isolotto, iiii) dalla quota del lembo di terrazzo marino da noi attribuito alla parte finale dell'Olocene scolpito

con continuità alla quota di circa 80 cm s.l.m., anch'esso rilevato lungo il versante settentrionale.

Poiché la datazione del frammento di legno in 1806 ± 50 anni ha permesso di attribuire l'insediamento all'epoca romana, si evince che il solco di battente attuale presente all'interno delle vasche si è formato solo dopo la costruzione della peschiera. Questo elemento geomorfologico, strettamente legato al livello del mare, che si sviluppa in accordo con la litologia della costa e

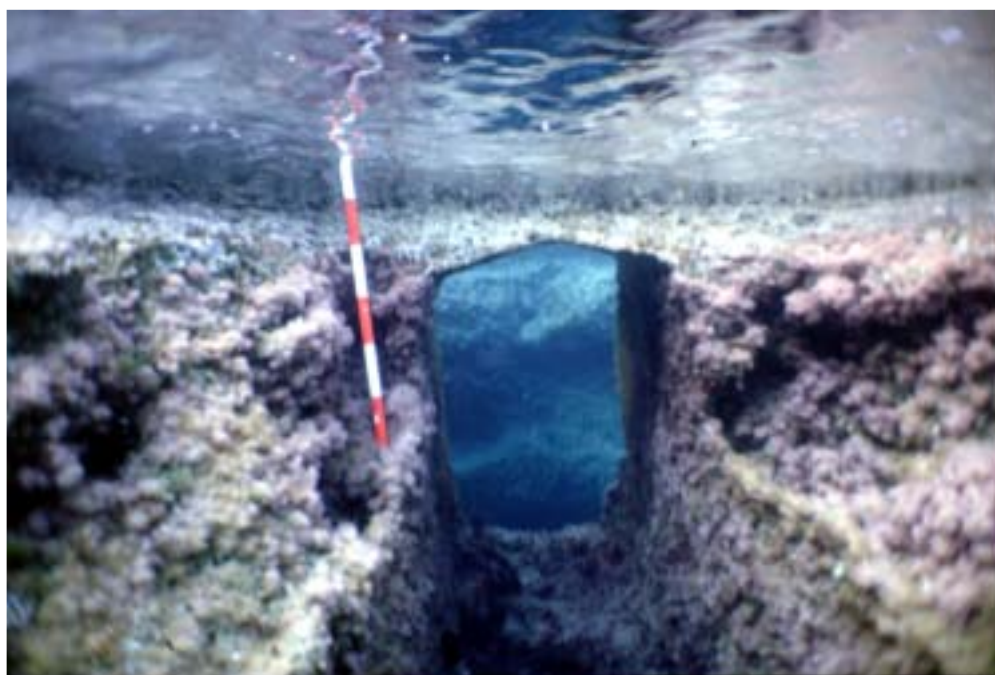


Fig. 16 - Uno dei canali per il ricambio di acqua nelle vasche la cui quota attuale corrisponde a quella funzionale, al tempo della costruzione dell'impianto. Le aperture dei canali in origine erano chiuse da grate per evitare la fuga del pesce.

con il tempo di esposizione all'azione erosiva, meccanica e chimica del moto ondoso, ha dimensioni compatibili con l'escursione di marea. Ciò indica che dal tempo della costruzione della peschiera, l'area ha subito uno spostamento verticale pari a quello prodotto dalla variazione glacio-idro-eustatica del livello del mare. I solchi di battente sono quindi da considerare in equilibrio sia con l'ampiezza della marea del luogo che con il progressivo cambiamento relativo del livello del mare (fig. 15).

L'analisi del profilo sommerso delle vasche non mostra evidenze geomorfologiche relative a solchi di battente sommersi. Anche questa osservazione, unitamente a quelle fatte sui canali (fig. 16), conferma che dal momento della loro costruzione ad oggi l'altezza relativa del livello del mare non è variata significativamente.

Sulla base di queste osservazioni e dei dati geologici, se considerassimo valido anche per gli ultimi 2000 anni il valore del tasso di sollevamento di 0,47 mm/a calcolato da Miyauchi et al. (1994) per gli ultimi 125.000 anni, un caposaldo realizzato 2000 anni fa oggi si troverebbe sollevato a circa 96 cm s.l.m.

D'altra parte il tasso di abbassamento isostatico legato al riequilibrio delle masse crostali calcolato da Lambeck et al. (2004a, 2004b) per gli ultimi 2000 anni per quest'area è di 0.85 mm/a. Quindi un caposaldo realizzato 1806±50 anni fa oggi si troverebbe sommerso di circa -156 cm sotto il l.m.m.

Anche l'estesa piattaforma di abrasione a *Dendropoma*, posta alla stessa quota del solco di battente all'interno delle vasche della peschiera, indica che il tasso di sollevamento tettonico ha eguagliato la somma del il tasso di abbassamento isostatico di -143 cm e della risalita eustatica di 13 cm, calcolato per il Mediterraneo centrale (Lambeck et al., 2004), con un valore di 0.85±0.047 mm/anno. Questo fenomeno è stato riscontrato sempre sulle coste della Calabria tra Scilla e Palmi (Antonioli et al., 2004, 2006).

Questo dato si può interpretare come un accelerazione del processo di sollevamento regionale durante l'Olocene, ed in particolare negli ultimi 2000 anni, rispetto al Tirreniano, dato già rilevato da Antonioli et al. (2006) presso

Scilla e Ioppolo, oppure essere correlato a deformazioni, anche cosismiche, prodotte da strutture simogenetiche attive. A Scilla l'accelerazione è del 121%, a Ioppolo del 113 % (Antonioli et al., 2006) per passare a Briatico dell'81%. Sulla base di questi dati escludiamo che siano stati registrati a Briatico movimenti cosismici significativi in seguito al terremoto del 1905, mentre non si può escludere che movimenti cosismici siano avvenuti prima della costruzione della peschiera. Tali osservazioni sono parzialmente in accordo con la stima della deformazione cosismica di Piatanesi e Tinti (2002) che indica una deformazione verticale compresa tra 0 -100 cm per l'area di Briatico, pertanto fornisce un vincolo per nuove stime di localizzazione e modellazione della sorgente sismogenetica all'origine del terremoto del 1905.

Ringraziamenti

Ringraziamo il Prof. Enzo Boschi e il Dr. Calvino Gasparini per avere sostenuto questa ricerca. Il progetto è stato finanziato dall'INGV e dal CNR-Agenzia2000.

Bibliografia

- Acquaro E. e Finzi C. , 1999: *Tharros* - C. Delfino ed.
- Acquaro E., Marcolongo B. e Vangelista F., 1999: *Il porto buono di Tharros* - Agorà Ed., La Spezia.
- Anselmi B., Dai Prà G., Galletti M. e Myauchy T., 1992: *Età dei depositi a Strombus bubonis di Vibo Valentia Marina (Italia meridionale)* - Il Quaternario, 6, 1, 139-144.
- Antonioli F., Chemello R. Improta S. e Riggio S., 1999: *The Dendropoma (Mollusca Gastropoda, Vermetidae) intertidal reef formations and their paleoclimatological use* - Mar. Geol., 161, 155-170.

- Antonioli F., Ferranti L., Lambeck K., Kershaw S., Verrubbi V. e Dai Pra G., 2006: *Late Pleistocene to Holocene record of changing uplift rates in southern Calabria and eastern Sicily (southern Italy, Central Mediterranean Sea)*. in corso di stampa, Tectonophysics.
- Anzidei M., Lambeck K., Antonioli F., Baldi P., Benini A., Esposito A., Nobili A. e Surace L., 2003: *Sea level change from Roman time up to the present in Central Mediterranean*. Proceedings Puglia 2003, IGCP 437 Project, Final conference, Otranto September 2003.
- Anzidei M., Benini A., Lambeck K., Antonioli F., Esposito A. e Surace L., 2004: *Gli insediamenti archeologici costieri di età romana come indicatori delle variazioni del livello del mare: una applicazione al mare Tirreno (Italia centrale)*. In "Evolucion paleoambiental de los puertos y fondaderos antiguos en el Mediterraneo occidental", I Seminario, Alicante, Eds. Lorenza De Maria y Rita Turchetti, Regione Lazio
- Argnani A., 2000: *The southern Tyrrhenian subduction system: recent evolution and neotectonics implications* - Ann. Geofis., 43, 585-607.
- Bartoloni P., 1979: *L'antico porto di Nora* - Antiqua, IV, aprile-giugno, 57-61.
- Bordoni P. e Valensise G., 1998: *Deformation of the 125 Ka marine terrace in Italy: tectonic implications* - In: Stewart I.S. e Vita-Finzi C. (eds): *Coastal Tectonics* - Geol. Soc. London, Spec. Publ., 146, 71-110.
- Boschi E., Guidoboni E., Ferrari G., Valensise G. e Gasperini P., 1995: *Catalogo dei forti terremoti in Italia dal 461 a.C. al 1980* - ING- SGA, Bologna.
- Camassi R. e Stucchi M. (a cura di), 1997: *NT4.1: un catalogo parametrico di terremoti di area italiana al di sopra della soglia del danno*. CNR-GNDT. <http://emidius.mi.ingv.it/NT/>
- Carobene L. e Dai Prà G., 1990: *Genesis, chronology and tectonics of the quaternary marine terraces of the Tyrrhenian coast of northern Calabria* - Il Quaternario, 3, 2, 75-94.
- Cosentino D. e Gliozzi E., 1988: *Considerazioni sulla velocità di sollevamento dei depositi eutirreniani dell'Italia meridionale e della Sicilia* - Mem. Soc. Geol. It., 41, 127-143.
- Chiarabba C., Jovane L. e Di Stefano R., 2005: *A new view of Italian seismicity using 20 years of instrumental recordings* - Tectonophysics., 395, 251-268.
- Cucarzi M., Iannelli M.T. e Rivolta A., 1993: *The costal site of Bivona. Its detection and its environmental changes as revealed by geoarcheological explorations*. Congr. Geosc. and Archaeol. Mediterr. Countries.
- Cucci L. e Tertulliani A., 2006: *Marine terraces in the Capo Vaticano (Calabrian Arc) area: only a record of regional uplift or even of coseismic deformation?* - Convegno AIQUA "Il sollevamento quaternario nella penisola italiana e nelle aree limitrofe" - Roma, 6-8 febbraio 2006.
- Columella, *De Re Rustica*, XVII.
- D'Alessandro L., Raffi R. e Catizzone A., 1987: *Il litorale del Golfo di S. Eufemia (Calabria): indagini sulle variazioni della spiaggia nell'ultimo secolo* - Ministero Pubbl. Istruz., Prog. Naz. "Dinamica e Tutela delle Coste", Roma.
- Dai Pra G., Myauchy T. e Sylos Labini S., 1994: *Geochronology of Pleistocene marine terraces and regional tectonics in the Tyrrhenian coast of south Calabria, Italy* - Il Quaternario, 7, 17-34.
- Dvorak J. e Mastrolorenzo G., 1991: *The mechanisms of recent vertical crustal movements in Campi Flegrei caldera, southern Italy* - Geol. Soc. Am., Special paper 263, 47 pp.
- Ferranti L., Monaco C., Antonioli F., Kershaw S., Lambeck K., Verrubbi V., 2005: *Alternating steady and stick-slip uplift in*

- the Messina straits southern Italy: evidence from raised late Holocene shoreline* - 24° Conv. Ann. Gr. Naz. Geofisica Terra Solida, Abstract Vol. 26-27
- Flemming N.C., 1969: *Archaeological evidence for eustatic changes of sea level and earth movements in the Western Mediterranean in the last 2000 years* - Spec. Pap.-Geol. Soc. Am. 109 1–125.
- Flemming N.C. e Webb C.O. , 1986: *Tectonic and eustatic coastal changes during the last 10,000 years derived from archaeological data* - Z. Geomorphol., N.F., 62, 1–29.
- Frepoli A. e Amato A., 1997: *Contemporaneous extension and compression in the North Apennines from earthquake fault plane solutions* - Geophys. J. Int., 129, 368-388.
- Ghisetti F., 1980: *Evoluzione neotettonica dei principali sistemi di faglie della Calabria centrale* - Boll. Soc. Geol. It., 48, 387-430.
- Ghisetti F., 1981: *L'evoluzione strutturale del bacino plio-pleistocenico di Reggio Calabria nel quadro geodinamico dell'arco Calabro*. Boll. Soc. Geol. It., 100, 433-466.
- Gruppo di Lavoro CPTI, 1999: *Catalogo Parametrico dei Terremoti Italiani* - (ING, GNDT, SGA, SSN), Ed. Compositori, 92 pp.
- INGV, 2005: *IngvNet On-Line Waveforms Web Server*, <http://waves.ingv.it/index.html>.
- Lacquaniti L., 1952: *Variazioni di linee di spiaggia nei golfi di S. Eufemia e Gioia (Calabria Tirrenica)* - Atti XV Congr. Geogr. It., 1, 278-283, I.T.E.R., Torino.
- Lambeck K., Antonioli F., Purcell A. e Silenzi S., 2004a: *Sea level change along the Italian coast for the past 10,000 yrs*. Quat. Sc. Rev., 23, 1567-1598.
- Lambeck K., Anzidei M., Antonioli F., Benini A. e Esposito E., 2004b: *Sea level in Roman time in the Central Mediterranean and implications for modern sea level rise*. Earth Plan. Sc. Let., 224, 563-575.
- Lena G. , 1989: *Vibo Valentia. Geografia e morfologia della fascia costiera e l'impianto del porto antico*. Ann. Sc. Norm. Sup., 19, 2, 583-607, Pisa.
- Mariottini S., 2001: *Volontariato e archeologia subacquea: esperienze di ricerca in Calabria*. In Lezioni Fabio Faccenna Edipuglia, Bari.
- Medici G. e Principi P., 1939: *Le bonifiche di S. Eufemia e Rosarno* - Zanichelli, Bologna
- Melis S., 1998: *Variation des rivages aux environs de la ville de Nora (Sardaigne Sud-Ouest – Italie) d'après les données géoarchéologiques* - In : Vertmeuller F. et De Dapper M., *Géoarchéologiques des Paysage de l'antiquité classique*, 127-135.
- Michelini A., Lomax A., Nardi A., Rossi A., Palombo B. e Bono A., 2005: *A modern re-examination of the locations of the 1905 Calabria and the 1908 Messina Straits earthquakes*, Geophys. Res. Abstracts, Vol. 7, 07909, European Geosciences Union.
- Miyauchi T., Dai Pra G. e Sylos Labini S., 1994: *Geocronology of Pleistocene marine terraces and regional tectonics in the Tyrrhenian coast of southern Calabria, Italy* - Il Quaternario 7 (1), 17-34.
- Ministero LL.PP., 1878: *Sulle Bonifiche Idrauliche* - Cenni monografici. Roma, Tipografia Eredi Botta, 93-95.
- Ministero LL.PP., 1898: *Cenni monografici intorno ai singoli servizi dipendenti del Ministero dei LL.PP. per gli anni dal 1891 al 1897*. Strade Ferrate, Vol III, 77-80. Tipografia dell'Unione Coop. Editrice, Roma.
- Monaco C. e Tortorici L., 2000: *Active faulting in the Calabrian arc and eastern Sicily* - J. Geodyn., 29, 407-424.
- Morhange C., Bourcier M., Laborel J., Giallanella C., Goiran J.P. e Crimaco L., 1999: *New data on historical relative sea level movements in Pozzuoli, Phlaegrean*

- Fields, Southern Italy* – Phys. Chem. Earth, Part A: Solid Earth and Geodesy, 24, 349-354.
- Morhange C., Marriner N., Laborel J., Todesco M. e Oberlin C., 2006: *Rapid sea-level movements and noneruptive crustal deformations in the Phlaegrean Fields caldera, Italy* - Geology, 34, 2, 93-96.
- Piatanesi A. e Tinti S., 2002: *Numerical modelling of the September 8, 1905 Calabrian (southern Italy) tsunami* - Geophys J. Int., 150, 271-284.
- Pingue F. e Guerra I., 1989: *Geodetic monitoring of crustal deformations in the Catanzaro trough, Calabria, Southern Italy* - Boll. Geod. e Sc. Aff., 2, 145-163.
- Pirazzoli P.A., 1976: *Sea level variations in the northwest Mediterranean during Roman times* – Science, 194, 519– 521.
- Pirazzoli P.A., 2005: *A review of possible eustatic, isostatic and tectonic contributions in eight late-Holocene relative sea-level histories from the Mediterranean area*. Quat. Sc. Rev., 24, 1989–2001.
- Postpischl D. (ed), 1985: *Catalogo dei terremoti italiani dall'anno 1000 al 1980* - CNR, Progetto Finalizzato Geodinamica (CNR-PFG). Quad. Ric. Scient., n. 1145, 2b, pp. 239. Bologna.
- Salmoiraghi F., 1884: *Terrazzi quaternari sul litorale tirrenico della Calabria Citra* - Boll. R. Comit. Geol. It., XVII, 281-316.
- Schmiedt G., 1966: *Antichi porti d'Italia. I porti delle colonie greche* - L'Universo, XLVI, 296-253.
- Sivan D., Lambeck K., Galili E. e Raban A., 2001: *Holocene sealevel changes along the Mediterranean coast of Israel, based on archaeological observations and numerical model* - Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol., 167, 101– 117.
- Stuiver M., Reimer P.J., Bard E., Beck J.W., Burr G.S., Hughen K.A., Kromer B., McCormac G., Vander Plicht J., Spurk M., 1998: *Intcal 98 radiocarbon age calibration, 24, 000-0 cal BP* - Radiocarbon, 40,3,1041-1083.
- Tallarico A., Dragoni M., Anzidei M. e Esposito A., 2003: *Modeling long-term ground deformation due to the cooling of a magma chamber: Case of Basiluzzo island, Aeolian Islands, Italy* - J. Geophys. Res., 108, B12, 2568, doi: 10.1029/2002JB002376.
- Tortorici G., Bianca M., de Guidi G., Monaco C. e Tortorici L., 2003: *Fault activity and marine terracing in the Capo Vaticano area (southern Calabria) during the Middle-Late Quaternary* - Quaternary International, 101-102, 269-278.
- Valensise L. e Pantosti D., 2001: *Database of potential sources for earthquakes larger than M=5.5 in Italy* – Ann. Geofis., vol.44, suppl.1, with CD-ROM.
- Varro: *De re rustica*, III.
- Waelbroeck C., Labeyrie L., Michel E., Duplessy J.C., Lambeck K., McManus J.F., Balbon E. e Labracherie M., 2002: *Sea-level and deep water temperature changes derived from benthic foraminifera isotopic records* – Quat. Sc. Rev., 21, 295-305.
- Westaway R., 1990: *Present-day kinematics of the plate boundary zone between Africa and Europe, from the Azores to the Aegean* - Earth Plan. Sci. Lett., 96, 393-406.

